

Jadwiga WAGNER
Zbigniew KACZOROWSKI
PIG-PIB OG w Sosnowcu
ul. Królowej Jadwigi 1,41-200 Sosnowiec
jadwiga.wagner@pgi.gov.pl,
zbigniew.kaczorowski@pgi.gov.pl

Technika Poszukiwań Geologicznych
Geotermia, Zrównoważony Rozwój nr 1/2014

ZRÓŻNICOWANIE STRUMIENIA GEOTERMICZNEGO ZIEMI W REJONIE TYCHÓW (GZW)

STRESZCZENIE

Model pola cieplnego Ziemi wykonano dla obszaru badań arkusza MhP 0969-Tychy, 1:50 000 wraz z obszarami do niego przyległymi. W interwale głębokości od 0 do 1000 m, w odcinkach stumetrowych, wykonano rozkład temperatury oraz rozkład gęstości strumienia ciepła. Wykorzystano dane archiwalne zamieszczone w dokumentacjach otworów (1950–1990) i pomiary temperatury wykonane w studniach specjalnie dla tej pracy (2010). Interpretacja została wykonana na podstawie bazy danych łącznie z 312 otworów (w tym: 223 otwory badawcze i 89 studni) oraz 880 pomiarów temperatur. W obszarze badań zależnie od: zapotrzebowania inwestora, zagospodarowania terenu i infrastruktury podziemnej – ciepło geotermalne Ziemi – wykorzystać można za pomocą różnych typów instalacji geotermalnych.

SŁOWA KLUCZOWE

Energia geotermalna, strumień cieplny, gęstość strumienia cieplnego

* * *

WPROWADZENIE

Praca powstała dzięki wynikom tematu statutowego pt. Propozycja wykorzystania energii geotermalnej niskiej entalpii na przykładzie wybranego arkusza MhP Tychy-0969, o numerze 61.8205.0901.00.0, który realizowano w Oddziale Górnośląskim PIG-PIB w latach 2009–2010 zgodnie z ofertą na realizację zadania badawczego pt. Propozycja wykorzystania energii geotermalnej niskiej entalpii na przykładzie wybranego arkusza MhP (Sosnowiec 2008).

1. CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Obszar badań położony jest w pomiędzy 18°45' a 19°00' długości geograficznej wschodniej oraz pomiędzy 50°00" a 50°10" szerokości geograficznej północnej, w województwie śląskim. Znajduje się on w obrębie dwóch prowincji: Wyżyny Małopolskiej oraz Karpat i Podkarpacia (Kondracki 1994 w Wagner, Kaczorowski 2010).

Budowa geologiczna obszaru badań cechuje się dużą złożonością i zróżnicowaniem regionalnym, została szczegółowo opisana dla struktury niecki głównej karbonu GZW (Wagner 1998).

W profilu geologicznym niecki głównej występują utwory karbonu produktywnego, triasu (fragmentarycznie), neogenu (miocenu i podrzędnie pliocenu o miąższości 0–400 m) oraz czwartorzędu (akumulacji lodowcowej, rzecznej i eolicznej o miąższości 0–50 m).

W profilu hydrogeologicznym obszaru badań występują piętra wodonośne w utworach czwartorzędu, neogenu, lokalnie triasu i karbonu (Wagner, Chmura 2002).

2. CIEPŁO ZIEMI

Na pole temperaturowe Ziemi mają wpływ procesy endogeniczne i egzogeniczne. Wśród podstawowych źródeł ciepła wewnętrznego Ziemi można wyróżnić: naturalne przemiany jądrowe, procesy geochemiczne, grawitację, krystalizację i przemiany polimorficzne, procesy przebudowy powłok elektronowych atomów.

Na pole termiczne Ziemi mają także wpływ zarówno warunki geologiczne (budowa litologiczna i czynniki tektoniczne), jak również warunki hydrogeologiczne.

Ciepło generowane przez różne procesy endo- i egzogeniczne o zmiennym natężeniu, radialnie rozchodzi się od środka ku powierzchni kuli ziemskiej, w postaci strumienia energii cieplnej. W polu cieplnym Ziemi w strefie wewnętrznej (centralnej) zachodzi generacja ciepła, natomiast w strefie zewnętrznej zachodzi odpływ ciepła w kierunku powierzchni Ziemi.

Wymiana ciepła jest jednym ze sposobów (obok pracy) przekazywania energii pomiędzy układami termodynamicznymi. Jednostką ciepła w układzie SI jest dżul [J]. Wymiana ciepła może zachodzić na jeden z trzech sposobów: przewodzenie ciepła, konwekcja, promienowanie cieplne.

W Ziemi głównym mechanizmem wymiany ciepła jest przewodzenie ciepła. Strumień ciepła jest to stosunek elementarnej ilości ciepła dQ do czasu trwania wymiany tej ilości ciepła dt .

$$\dot{Q} = \frac{dQ}{dt} \quad [\text{W}]$$

W warunkach ustalonych

$$\dot{Q} = \frac{Q}{t}$$

Jednostką strumienia ciepła jest Wat [W].

Ciepło i strumień ciepła są wielkościami skalarnymi. Gęstość strumienia ciepła q jest wielkością wektorową, o module równym stosunkowi elementarnego strumienia ciepła dQ i elementarnego pola powierzchni dS , prostopadłej do kierunku przepływu ciepła, przez którą ten strumień przepływa. Jest skierowany zgodnie ze spadkiem temperatury, prostopadle do powierzchni izotermicznej. Jego jednostką jest [W/m²]. Zdolność substancji do przewodzenia ciepła określa przewodność cieplna – współczynnik przewodnictwa ciepła (WPC). Dla ciała o kształcie prostopadłościanu przewodzącego ciepło w warunkach stanu stabilnego ilość przekazanego ciepła wynosi:

$$\Delta Q = k \frac{S}{L} \Delta t \Delta T$$

Z tego wynika:

$$k = \frac{\Delta Q}{\Delta t} \frac{L}{S \Delta T}$$

gdzie:

- k – współczynnik przewodnictwa cieplnego,
- ΔQ – ilość **ciepła** przepływającego przez ciało,
- Δt – **czas** przepływu,
- L – długość ciała (pręta),
- S – pole przekroju poprzecznego ciała (pręta),
- ΔT – różnica temperatur w kierunku przewodzenia ciepła.

Jednostką współczynnika przewodzenia ciepła w układzie SI jest [J/(m s K) = W m⁻¹ K⁻¹].

Na powierzchni Ziemi zmiany temperatury są zasadniczo związane z położeniem miejsca na powierzchni Ziemi (szerokością geograficzną) oraz z ilością docierającej do powierzchni ziemi i absorbowanej energii słonecznej. Czynniki te wywołują zmiany temperatury gruntu w cyklach dobowych, sezonowych, rocznych i wieloletnich.

Dobowe wahania temperatury sięgają przeciętnie do głębokości od 0,8 do 1,0 m. Sezonowe wahania temperatury sięgają przeciętnie do głębokości od 8 do 10 m. W ich obrębie występuje strefa miesięcznych wahań temperatury 5–7 m. Roczne wahania temperatury sięgają przeciętnie do głębokości około 9 m i maksymalnej głębokości 40 m, w zależności od lokalizacji danego punktu, warunków geomorfologicznych i geologicznych (Downorowicz 1983). Temperatura strefy neutralnej jest w przybliżeniu równa średniej rocznej temperaturze powietrza zarejestrowanej na powierzchni Ziemi w danym punkcie obserwacji. Średnia roczna temperatura powietrza na powierzchni Ziemi w Polsce według S. Plewy zmienia się od 6 do 9°C (Plewa S., red. 2001).

3. METODYKA BADAŃ

Prace badawcze zostały wykonane na podstawie analizy danych geologicznych i wyników pomiarów temperatur w otworach badawczych i studniach z obszaru arkusza Tychy 0969 i obszarów przyległych do niego. Przeanalizowano dane z 223 otworów badawczych i 89 studni. Łącznie zebrano 880 pomiarów temperatur, z czego do analizy włączono 850 pomiarów. Część pomiarów temperatur, których nie włączono do analizy, posiadała wady wynikające z przeprowadzenia pomiarów w warunkach, gdy temperatura nie była ustabilizowana.

W celu określenia średniej gęstości strumienia ciepłego i jego zmienności w przedziałach głębokościowych wykonano następujące czynności.

W pierwszej kolejności zestawiono profile litologiczne 117 otworów wiertniczych z obszaru arkusza Tychy (0969) i jego najbliższego sąsiedztwa. Dla tych otworów zestawiono pomiary temperatury, pomierzone w profilu głębokościowym otworu (dane z lat 1950–1990).

Otwory badawcze są rozmieszczone nieregularnie, z miejscami pozbawionymi otworów jak i obszarami o dużym zagęszczeniu otworów. Część otworów posiada pomiary temperatury tylko w głębszych strefach. W celu zagęszczenia danych o temperaturze, wiosną 2010 r. wykonano pomiary temperatury w strefie przypowierzchniowej, w dostępnych studniach, w obszarze badań. Na podstawie tych pomiarów i pomiarów archiwalnych z okresu wiercenia otworów badawczych, obliczono średnią temperaturę i głębokość jej występowania dla strefy przypowierzchniowej. Dla otworów posiadających pomiary temperatury tylko na większych głębokościach tę średnią temperaturę i głębokość jej występowania założono jako temperaturę w strefie przypowierzchniowej, dla ww. otworów. Dla wszystkich rodzajów skał występujących w profilach litologicznych otworów zostały przyporządkowane (Wagner, Kaczorowski 2010) wartości współczynnika przewodności cieplnej. Są to wartości średnie dla danej skały z wartości przedstawianych w opracowaniach archiwalnych (Plewa M., Plewa S., 1992; Karwasiecka M. [W:] Plewa S., red. 2001) (tab. 1).

Wartości gęstości strumienia ciepłego liczone w przedziale głębokości od 30 do 1000 m (30 m to średnia głębokość pomiarów temperatury, na której obliczona przeciętna wartość temperatury wynosi $9,0^{\circ}\text{C}$). Przedział ten podzielono na następujące odcinki: 30–50 m p.p.t., 50–100 m p.p.t. oraz kolejno na odcinki stumetrowe: 100–200, 200–300, ..., 900–1000 m p.p.t.

W celu wyznaczenia temperatur dla głębokości granicznych w profilach otworów obliczono temperatury dla spągów poszczególnych wydzielen litologicznych, a następnie dla określonych głębokości. Wyznaczenie temperatur dla spągów poszczególnych wydzielen litologicznych wykonano metodą interpolacji z użyciem średniej ważonej. Wagą dla rozkładu temperatury był współczynnik przewodności cieplnej skał i miąższość wydzielen litologicznych pomiędzy zbadanymi w otworach temperaturami. Obliczenie wartości dla określonych głębokości nastąpiło metodą interpolacji liniowej

Tabela 1

Wartości współczynnika przewodności cieplnej skał – WPC

Table 1

The values of the thermal conductivity of the rocks – WPC

Skala	WPC [W/mK]	Skala	WPC [W/mK]
Ł	1,55	Łupek	1,82
Ł mulisty	1,55	Węgiel	1,7
Gлина	1,55	Margiel	2,5
Gлина piaszczysta	1,55	Piaskowiec ilasty	2,8
Muł	2	Piaskowiec	3,16
Piasek ilasty	2	Zlepianiec	3,5
Piasek	3	Żwirowiec	3,5
Żwir	3	Brekcja	3,5
Tufit	1,5	Wapień	2,92
Łowiec	1,82	Dolomit	4
Łowiec piaszczysty	2,1	Wapień dolomityczny	3,5
Łowiec-mułowiec	2	Gips	5
Mułowiec	2,15	Anhydryt	5
Mułowiec piaszczysty	2,8	Sól	5

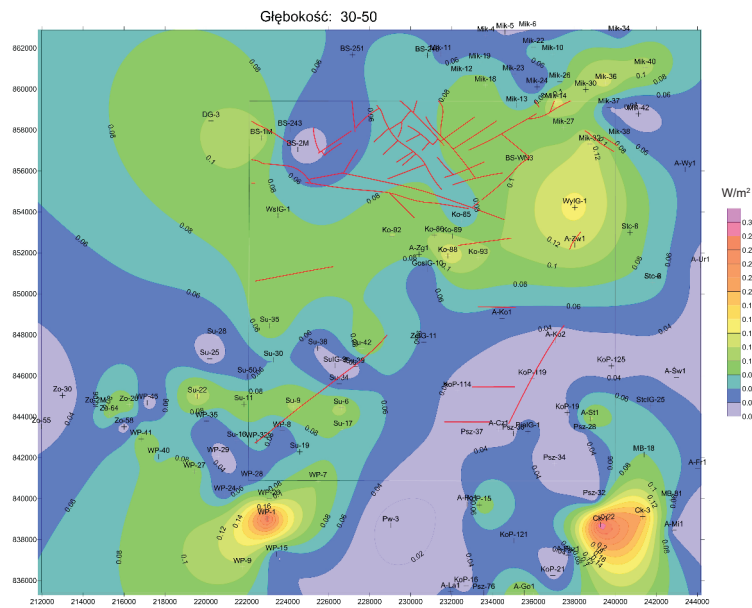
pomiędzy stropem a spągiem warstwy, w której znajduje się wartość graniczna przedziału.

Uśrednienie wartości współczynnika przewodności cieplnej skał w przedziałach obliczeniowych następowało poprzez zastąpienie miąższości warstw litologicznych ich procentowym udziałem w miąższości przedziału i sumowaniem iloczynów współczynnika przewodności cieplnej skał i ich procentowego udziału w profilu przedziału.

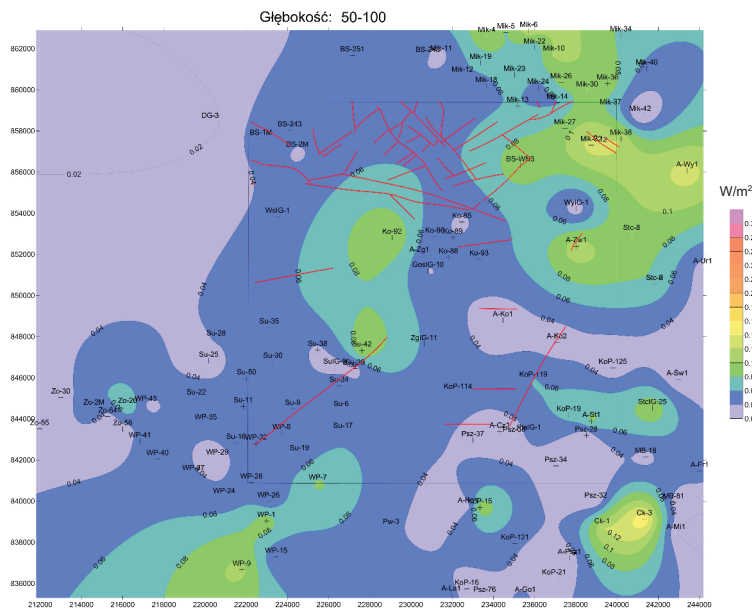
4. WYNIKI BADAŃ

W obszarze badań rozkład gęstości strumienia ciepła określono w odcinkach: 30–50, 50–100, 100–200, 200–300, ..., 900–1000 m p.p.t. W odcinku 30–50 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,004 do 0,29 W/m² i jest to najszerszy zakres zmian w profilu do głębokości 1000 m. Zarówno wartości najniższe jak i najwyższe występują w obszarze południowej granicy arkusza Tychy.

W odcinku 50–100 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,01 do 0,16 W/m².

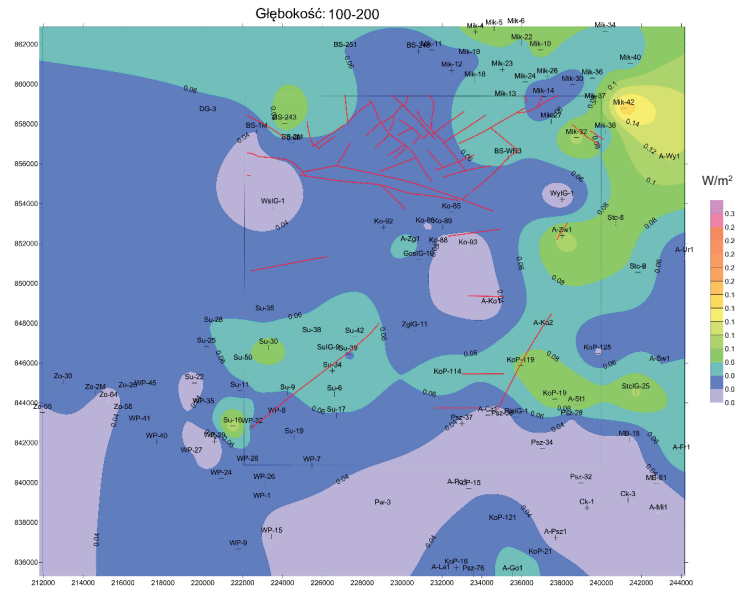


Rys. 1. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 30–50 m
 Fig. 1. Distribution of heat flux density in depth interval of 30–50 m b.p.l.



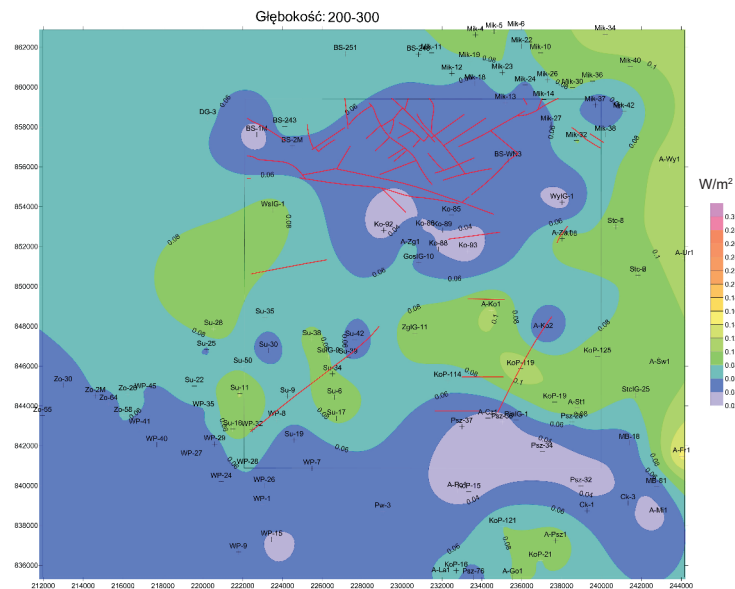
Rys. 2. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 50–100 m
 Fig. 2. Distribution of heat flux density in depth interval of 50–100 m b.p.l.

W odcinku 100–200 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,02 do 0,17 W/m².



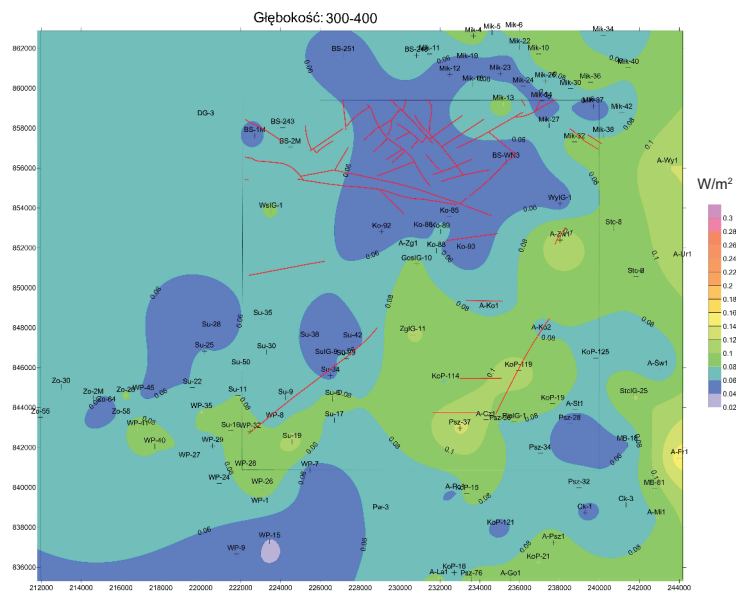
Rys. 3. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 100–200 m
Fig. 3. Distribution of heat flux density in depth interval of 100–200 m b.p.l.

W odcinku 200–300 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,02 do 0,14 W/m².



Rys. 4. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 200–300 m
Fig. 4. Distribution of heat flux density in depth interval of 200–300 m b.p.l.

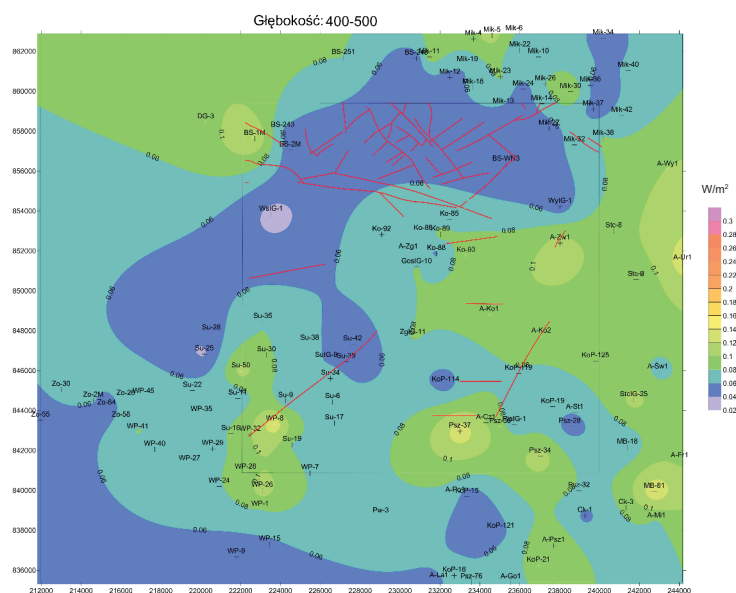
W odcinku 300–400 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,04 do 0,15 W/m².



Rys. 5. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 300–400 m

Fig. 5. Distribution of heat flux density in depth interval of 300–400 m b.p.l.

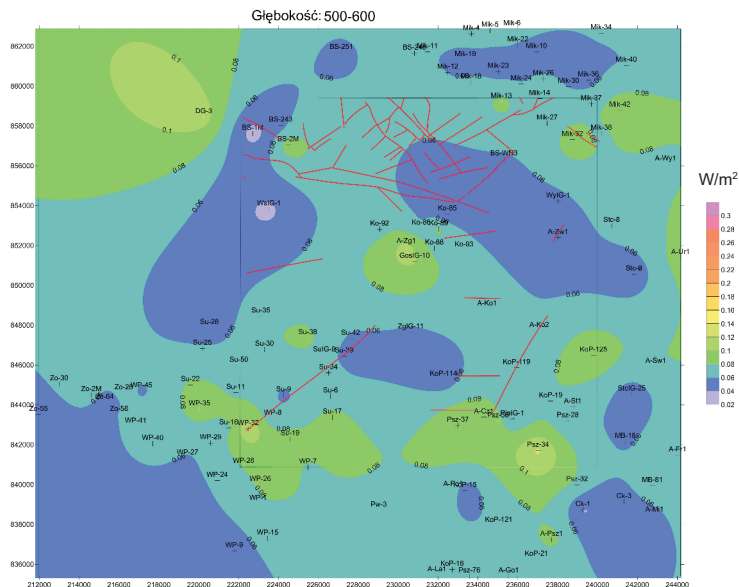
W odcinku 400–500 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,03 do 0,13 W/m².



Rys. 6. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 400–500 m

Fig. 6. Distribution of heat flux density in depth interval of 400–500 m b.p.l.

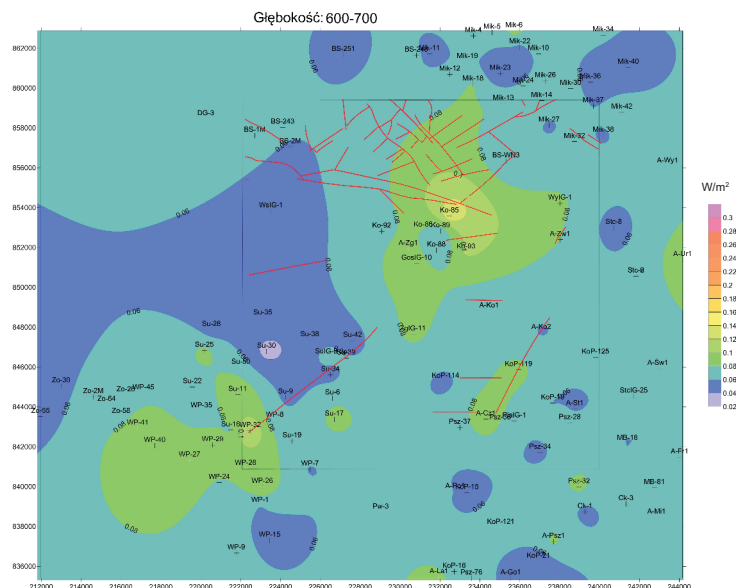
W odcinku 500–600 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,03 do 0,12 W/m².



Rys. 7. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 500–600 m

Fig. 7. Distribution of heat flux density in depth interval of 500–600 m b.p.l.

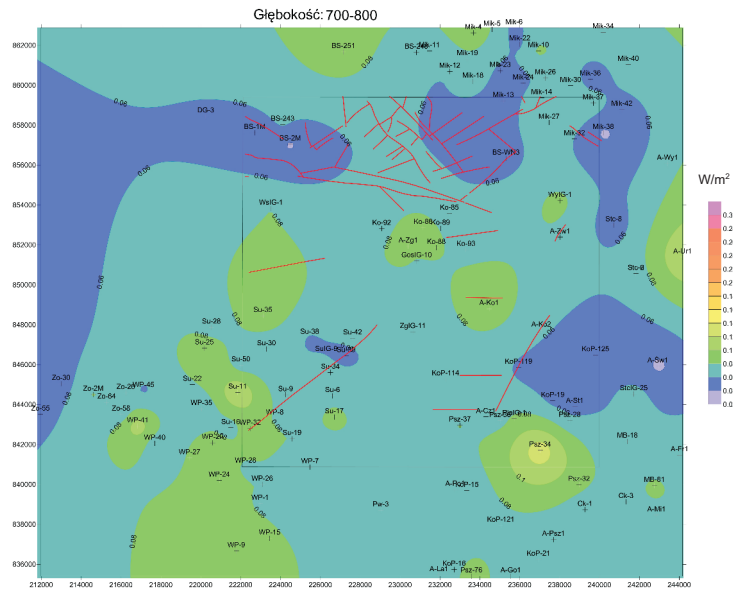
W odcinku 600–700 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,03 do 0,13 W/m².



Rys. 8. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 600–700 m

Fig. 8. Distribution of heat flux density in depth interval of 600–700 m b.p.l.

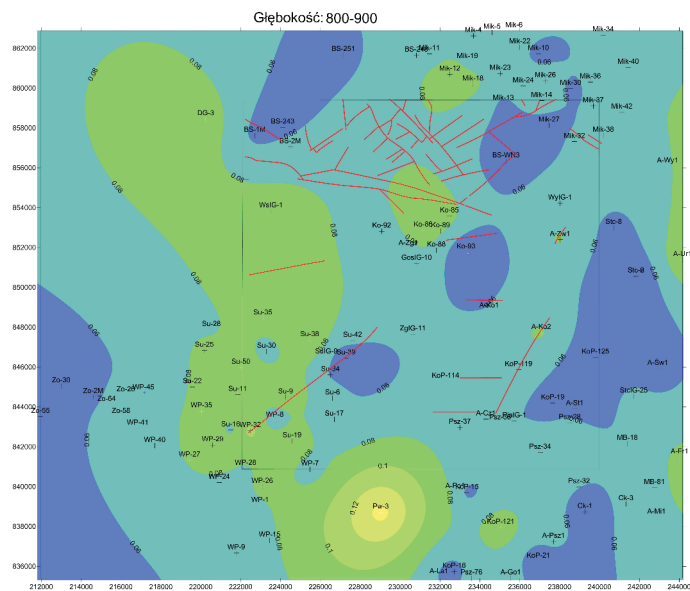
W odcinku 700–800 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,03 do 0,13 W/m².



Rys. 9. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 700–800 m

Fig. 9. Distribution of heat flux density in depth interval of 700–800 m b.p.l.

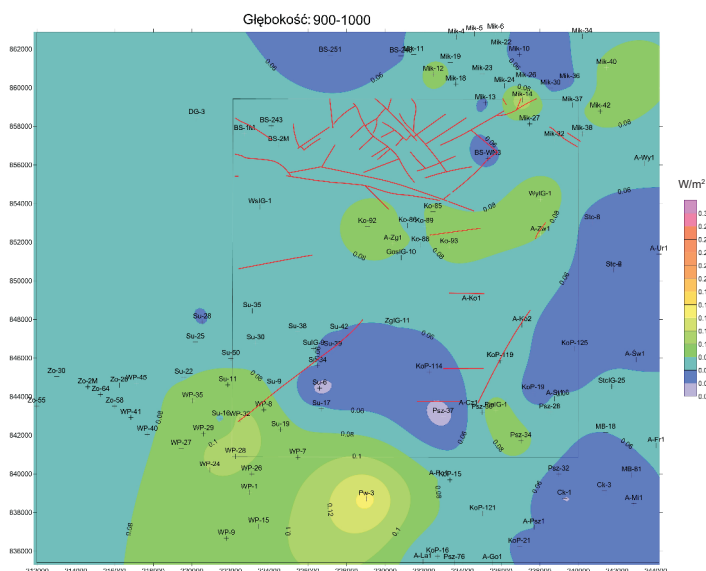
W odcinku 800–900 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,04 do 0,15 W/m².



Rys. 10. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 800–900 m

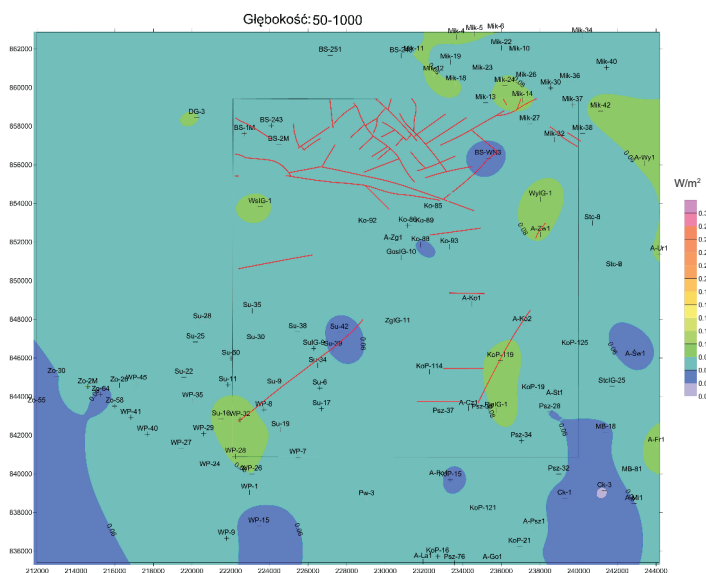
Fig. 10. Distribution of heat flux density in depth interval of 800–900 m b.p.l.

W odcinku 900–1000 m wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,03 do 0,15 W/m².



Rys. 11. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 900–1000 m
Fig. 11. Distribution of heat flux density in depth interval of 900–1000 m b.p.l.

W przedziale 50–1000 m (średnia wartość gęstości strumienia ciepła) wartości gęstości strumienia ciepła zmieniają się od 0,04 do 0,09 W/m².



Rys. 12. Rozkład gęstości strumienia ciepła w odcinku głębokości 50–1000 m
Fig. 12. Distribution of heat flux density in depth interval of 50–1000 m b.p.l.

PODSUMOWANIE

Według danych z literatury gęstość strumienia geotermalnego w Polsce wynosi od 0,03 do 0,09 W/m² (Plewa M. [W:] Królikowski, Stajniak 1992), a dla GZW od 0,053 do 0,095 W/m² (średnio 0,07 W/m²) (Karwasiecka [W:] Plewa S., red. 2001).

Według uzyskanych przez autorów wyników badań, najszerszy zakres zmian gęstości strumienia ciepłego występuje w strefie przypowierzchniowej i następnie w strefie do głębokości 200 m (w strefie do 200 m zmiany mieszczą się w zakresie 0,02–0,17 W/m²). Jest to związane z występowaniem w strefie przypowierzchniowej osadów o wyższym współczynniku przewodności cieplnej (zawodnionych piasków i żwirów) oraz wychodni skał starszych, o niższych wartościach współczynnika przewodności cieplnej. W strefie tej następuje najintensywniejsza wymiana ciepła z atmosferą. W głębszych interwałach zmiany gęstości strumienia ciepłego są mniejsze i utrzymują się w stałym zakresie 0,03–0,14 W/m². Uśrednione zmiany gęstości strumienia ciepłego dla obszaru badań posiadają najmniejszy zakres zmian – 0,04–0,09 W/m², a na większej części obszaru arkusza dominują wartości w przedziale 0,06–0,08 W/m². Zmiany te wynikają zasadniczo ze zmienności litologicznej w poszczególnych przedziałach głębokościowych. Szczególnie zróżnicowana jest strefa przypowierzchniowa, obejmująca zmiennej miąższości osady czwartorzędowe, neogenu i triasu. W interwałach głębszych na zróżnicowanie gęstości strumienia ciepłego wpływają zmienność facjalna karbonu górnego, zaangażowanie tektoniczne, zawodnienie osadów paleozoiku.

LITERATURA

- DOWNOROWICZ S., 1983 — Geotermika złoża rud miedzi monokliny przedsudeckiej. Prace Instytutu Geologicznego CVI. Warszawa: Wyd. Geologiczne.
- KRÓLIKOWSKI C., STAJNIAK J., 1992 — Zmiany klimatyczne a pole ciepłe litosfery. Przegląd Geologiczny nr 9, s. 534–541.
- OSTAFICZUK S., 1996 — Wybrane aspekty energii geotermalnej w Polsce. Przegląd Geologiczny nr 3, t. 44, s. 249–254.
- PLEWA M., PLEWA S., 1992 — Petrofizyka. Warszawa: Wyd. Geologiczne.
- PLEWA S., red., 2001 — Rozpoznanie pola ciepłego Ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dla potrzeb górnictwa i ciepłownictwa. Studia, Rozprawy, Monografie, Wyd. Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków, s. 1–85.
- SZEWZYK J., 2001 — Estymacja gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań właściwości termicznych ośrodka. Przegląd Geologiczny nr 11, t. 49, s. 1083–1088.
- SZEWZYK J., 2005 — Wpływ zmian klimatycznych na temperaturę powierzchniową Ziemi. Przegląd Geologiczny nr 1, t. 53, s. 77–86.
- WAGNER J., 1998 — Charakterystyka hydrogeologiczna karbonu produktywnego niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn PIG nr 383, Warszawa.

- WAGNER J., CHMURA A., 2002 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Tychy-0969. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- WAGNER J., KACZOROWSKI Z., 2010 — Propozycja wykorzystania energii geotermalnej niskiej entalpii na przykładzie wybranego arkusza MhP- Tychy (0969). Sosnowiec: Archiwum PIG-PIB.

HEAT FLUX DENSITY DISTRIBUTION IN THE AREA OF TYCHY (USCB)

ABSTRACT

A geothermal model of underground heat sources has been constructed for the area of MhP 0969-Tychy, at a scale of 1:50 000. This model includes temperatures, and heat flux density distribution in a 0–1000 m range of depth. The project used the archival data of borehole documentations (produced mainly between 1950 and 1990), as well as temperature measurements taken in wells specifically for this work (2010). The interpretation was based on a database of 312 boreholes (including 223 test boreholes and 89 wells) and 880 temperature measurements. In the area of research, depending on the demands of the investor and land and underground infrastructure, the geothermal heat sources could be accessed using a variety of geothermal installations.

KEY WORDS

Geothermal energy, geothermal stream, heat flux density